

Déboisement et entourage des hauts sommets de Charlevoix à l'Holocène supérieur : origine des étages alpin et subalpin

Late Holocene Deforestation and Peat Formation in the Charlevoix Highlands: Onset of the Subalpine and Alpine Belts Entwaldung und Vertorfen der Berggipfel von Charlevoix im späten Holozän: Beginn der alpinen und subalpinen Etagen

Bruno Bussières, Serge Payette et Louise Filion

Volume 50, numéro 3, 1996

Spécial Québec

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/033099ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/033099ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

 diteur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Bussières, B., Payette, S. & Filion, L. (1996). Déboisement et entourage des hauts sommets de Charlevoix à l'Holocène supérieur : origine des étages alpin et subalpin. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 258-269.
<https://doi.org/10.7202/033099ar>

Résumé de l'article

La datation au radiocarbone effectuée sur des charbons de bois a permis une reconstitution partielle de l'histoire des feux durant l'Holocène supérieur, sur les hauts sommets de Charlevoix. Les étages subalpin et alpin se sont formés après 3000 BP. Les feux récurrents ont causé une fragmentation du couvert forestier et une diminution de la régénération forestière vraisemblablement associée à des conditions climatiques défavorables. La végétation des étages subalpin et alpin résulte des changements écologiques déterminés par le passage aléatoire des feux et ne constitue donc pas une réponse directe au gradient climatique crée par la topographie. La différence de végétation (forestière ou ouverte) entre des sommets pourtant à une altitude similaire résulte d'une action différentielle des feux entre les sites. L'entourage des versants est survenu plus récemment, soit après 1250 BP et surtout après 600 BP. Le caractère tardif de l'entourage de certains sites par rapport à l'âge des feux indique que la tourbe n'a commencé à se former qu'avec le refroidissement climatique survenu après le Petit Optimum climatique, soit au cours du dernier millénaire. Malgré ce délai, il semble bien que la formation d'un revêtement de tourbe ombrotrophe sur les versants soit une conséquence de l'ouverture du paysage par les feux.

DÉBOISEMENT ET ENTOURBEMENT DES HAUTS SOMMETS DE CHARLEVOIX À L'HOLOCÈNE SUPÉRIEUR : ORIGINE DES ÉTAGES ALPIN ET SUBALPIN

Bruno BUSSIÈRES, Serge PAYETTE* et Louise FILION, Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ La datation au radiocarbone effectuée sur des charbons de bois a permis une reconstitution partielle de l'histoire des feux durant l'Holocène supérieur, sur les hauts sommets de Charlevoix. Les étages subalpin et alpin se sont formés après 3000 BP. Les feux récurrents ont causé une fragmentation du couvert forestier et une diminution de la régénération forestière vraisemblablement associée à des conditions climatiques défavorables. La végétation des étages subalpin et alpin résulte des changements écologiques déterminés par le passage aléatoire des feux et ne constitue donc pas une réponse directe au gradient climatique créé par la topographie. La différence de végétation (forestière ou ouverte) entre des sommets pourtant à une altitude similaire résulte d'une action différentielle des feux entre les sites. L'entourbement des versants est survenu plus récemment, soit après 1250 BP et surtout après 600 BP. Le caractère tardif de l'entourbement de certains sites par rapport à l'âge des feux indique que la tourbe n'a commencé à se former qu'avec le refroidissement climatique survenu après le Petit Optimum climatique, soit au cours du dernier millénaire. Malgré ce délai, il semble bien que la formation d'un revêtement de tourbe ombrotrophe sur les versants soit une conséquence de l'ouverture du paysage par les feux.

ABSTRACT *Late Holocene deforestation and peat formation in the Charlevoix highlands : Onset of the subalpine and alpine belts.* Fire history based on ^{14}C ages of soil charcoal in the Charlevoix highlands was reconstructed for the late Holocene. The subalpine and alpine belts developed after 3000 BP. Fire occurred sporadically and contributed to forest fragmentation and reduction in tree regeneration likely in relation to climate deterioration. The subalpine and alpine vegetation is thus a response to ecological changes induced by recurrent fires, rather than a direct response to a climatic gradient associated with topography. Differences found in highland vegetation (forested or open) at similar altitudes resulted from differential fire influence among sites. Peat formation on slopes started after 1250 BP and intensified after 600 BP. The delay between fire occurrence and peat formation indicates that peat actually started to accumulate when a general trend toward climate cooling occurred after the Little Climatic Optimum period, a thousand years ago. In spite of this delay, it is likely that shallow ombrotrophic peat formed over steep slopes in response to postfire forest opening on the highlands.

ZUSAMMENFASSUNG *Entwaldung und Vertorfen der Berggipfel von Charlevoix im späten Holozän: Beginn der alpinen und subalpinen Etagen.* Mit Hilfe von Radiokarbondatierung auf Holzkohle konnte man die Geschichte der Waldbrände während des späten Holozäns auf den Berggipfeln von Charlevoix teilweise rekonstruieren. Die subalpine und alpine Etage haben sich nach 3000 v.u.Z. gebildet. Wiederholte Feuer führten zu einer Fragmentierung der Walddecke und einer Abnahme der Waldregenerierung, wahrscheinlich in Verbindung mit ungünstigen klimatischen Bedingungen. Die Vegetation der subalpinen und alpinen Etage ergab sich aus den ökologischen Veränderungen, verursacht durch das zufällige Auftreten von Feuern, und ist also keine direkte Antwort auf das Klimagefälle aufgrund der Topographie. Der Vegetationsunterschied (waldig oder offen) zwischen Gipfeln, die doch annähernd gleich hoch sind, ist auf eine Differentialwirkung der Feuer zwischen den Plätzen zurückzuführen. Das Vertorfen der Abhänge ist in jüngerer Zeit eingetreten, nach 1250 v.u.Z. und vor allem nach 600 v.u.Z. Die Verzögerung des Vertorfens gewisser Plätze in Bezug auf das Alter der Brände zeigt, daß der Torf sich erst bei der klimatischen Abkühlung, die nach dem kleinen klimatischen Optimum eingetreten ist, zu bilden begann, d.h. während des letzten Jahrtausends. Trotz dieses Aufschubs scheint die Bildung einer ombrotrophen Decke auf den Abhängen eine Folge der Öffnung der Landschaft durch Brände zu sein.

INTRODUCTION

Le rôle des perturbations dans le dynamisme des écosystèmes, en fonction de diverses échelles spatiales et temporelles (Delcourt *et al.*, 1983), constitue un élément clef de la compréhension du paysage végétal. Aux latitudes tempérées et boréales, les feux, les ouragans et les épidémies (maladies ou insectes) comptent sans doute parmi les principaux événements catastrophiques affectant les écosystèmes forestiers, le plus souvent en assurant leur renouvellement, parfois en les transformant en des systèmes à structure plus simple. Puisqu'en forêt boréale les feux constituent des phénomènes récurrents (Heinselman, 1973, 1981 ; Rowe et Scotter, 1973 ; Cogbill, 1985 ; Payette *et al.*, 1989 ; Bergeron, 1991), la végétation doit être particulièrement bien adaptée en vue d'assurer son renouvellement après chaque perturbation. En effet, le régime des feux en forêt boréale se caractérise généralement par une rotation moyenne d'environ 100 ans (Heinselman, 1981 ; Cogbill, 1985 ; Payette *et al.*, 1989), parfois davantage (Foster, 1983), ce qui a comme conséquence l'incidence d'une multitude de feux dans le même site durant quelques milliers d'années, dont un seul peut altérer l'intégrité de la végétation d'origine. Des exemples d'une telle succession régressive de la végétation, et même du paysage végétal, ont été rapportés dans les régions boréales et subarctiques (Sirois et Payette, 1991 ; Arseneault et Payette, 1992), ainsi que dans certaines régions tempérées à forte pression anthropique (Mooney et Conrad, 1977 ; Gill *et al.*, 1981).

C'est dans ce contexte de changements écologiques à long terme reliés au passage des feux que nous nous intéressons ici aux paysages subalpin et alpin actuels de la région des hauts sommets de Charlevoix (fig. 1 et 2). Ces paysages contrastent fortement avec celui de la forêt boréale environnante. En effet, la plupart des sommets de la région sont entièrement recouverts de forêts denses et ils avoisinent des

sommets partiellement ou complètement déboisés pourtant situés à la même altitude ou à une altitude supérieure. Des restes d'arbres blanchis portant des traces de feu et des charbons de bois à la surface du sol, ainsi que sous le couvert lichénique tapissant la plupart des versants et des sommets, indiquent un déboisement par l'intermédiaire des feux. Le dernier grand feu survenu dans la région remonte à 1915 (Dion, 1986) (fig. 2). Les forêts incendiées en 1915 étaient vraisemblablement issues d'un autre feu survenu vers le début du XIX^e siècle (Dion, 1986 ; Bussièrès, 1992). Les sols des collines boisées environnantes renferment aussi des charbons de bois, ce qui indique que les feux ont influencé directement les forêts d'origine et assuré leur renouvellement.

Quelle est donc, dans la région des hauts sommets de Charlevoix, l'origine de ces étages alpin et subalpin, pourtant situés à une altitude relativement basse ? Nous avons entrepris cette étude en émettant l'hypothèse que l'ouverture du milieu est une conséquence du passage répété des feux de forêt au cours de périodes climatiques généralement défavorables à la régénération forestière. Les objectifs poursuivis dans ce travail sont donc d'expliquer l'ouverture de ces paysages de montagne et de déterminer la période de formation des étages supérieurs caractérisés par une végétation basse. Pour atteindre ces objectifs, nous avons procédé à une reconstitution de l'historique des feux grâce à l'échantillonnage et à la datation au radiocarbone des charbons de bois de surface dans les sols des collines déboisées. La datation au ¹⁴C de charbons de bois est utilisée depuis longtemps à des fins de reconstitution paléoécologique, en ce qui a trait notamment à l'activité éolienne (Filion *et al.*, 1991), à l'activité périglaciaire (Mathieu *et al.*, 1987) et à la déforestation subarctique (Payette et Gagnon, 1985 ; Millet et Payette, 1987).

Si la séquence des événements ayant provoqué l'ouverture du paysage forestier devait s'avérer fondée, il serait dès lors possible d'examiner les conséquences écologiques du

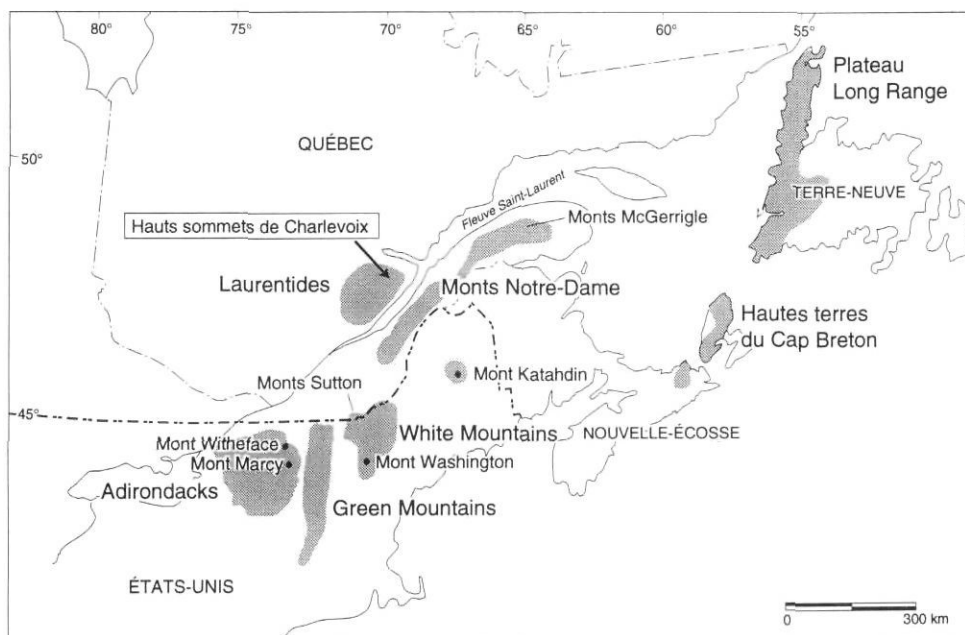


FIGURE 1. Localisation de la région d'étude et des principaux ensembles montagneux du Nord-Est américain.

Location of the study area and highlands in northeastern North America.

déboisement sur l'évolution de la végétation établie après feu. En milieu froid, le déboisement des sites enclenche en effet une chaîne de phénomènes périglaciaires menant à la transformation systématique de l'écosystème forestier en écosystème toundrique par l'intermédiaire d'un changement du régime d'enneigement-déenneigement. Dans un contexte macroclimatique froid mais humide, l'ouverture du milieu par les feux, naturels ou provoqués, favoriserait la paludification par suite de changements dans les conditions hydriques des sols, en permettant la croissance d'espèces héliophiles capables de former de la tourbe. On attribue ainsi la formation de la tourbe en Europe du Nord-Ouest, au déboisement anthropique survenu au Néolithique (Frenzel, 1983). Le déboisement des hautes terres, maintenu par une utilisation intensive des sols (pâturage, brûlage), aurait entraîné sur les versants un apport excédentaire en eau qui, associé à la formation de couches indurées dans les sols sous l'effet de la podzolisation, aurait par la suite favorisé le développement de tourbières en tablier (*blanket bogs*). Le remplacement des forêts d'origine par des tourbières en tablier a été démontré par la présence d'une tourbe ombrotrophe formée au-dessus d'un humus de type mor (Moore, 1975). En règle générale, on reconnaît que les tourbières sont des sites peu propices au passage des feux (Groupe national de travail sur les terres humides, 1988), et l'entourbement de sites bien

drainés, à forte déclivité, ayant subi par surcroît le passage répété des feux, paraît *a priori* paradoxal. Il est aussi admis que les feux retardent la paludification en réduisant l'accumulation de débris organiques susceptibles d'influencer les conditions de drainage et le recyclage des éléments minéraux (Heinselman, 1975 ; Wein, 1983 ; Foster, 1984). C'est dans cette perspective que nous avons aussi procédé à l'étude de l'entourbement des sols podzoliques des versants subalpins et alpins en pente raide, grâce à une analyse stratigraphique des dépôts tourbeux, afin de situer leur développement dans le contexte du déboisement des versants par les feux.

RÉGION D'ÉTUDE

Les hauts sommets de Charlevoix comprennent un ensemble de collines dont l'altitude moyenne est comprise entre 700 et 1000 m, d'où émergent le mont du lac à l'Empêche (950 m) et le mont du Lac des Cygnes (965 m) (fig. 2). Les sommets les plus élevés culminent à 1035 m d'altitude. Le rebord sud du plateau est escarpé et incisé de vallées profondes. Le socle précambrien est surtout constitué de granite et d'anorthosite présentant divers faciès pétrographiques (Sabourin, 1973 ; ministère de l'Énergie et des Ressources, 1985a). Il affleure partout sur les sommets, certains étant soumis à des processus causant graduellement leur dénudation. Les versants sont couverts d'un till d'épaisseur variable ou encore de colluvions, alors que les vallées sont généralement remblayées de sédiments meubles d'origine fluvio-glaciaire ou fluviale.

La région des hauts sommets de Charlevoix est soumise à un climat plus rigoureux que celui des basses terres du Saguenay-Lac Saint-Jean et de Québec. La température moyenne annuelle, d'environ 0°C, est plus basse que celle de ces régions adjacentes. Les précipitations annuelles avoisinent 1400 mm, dont environ 30 % tombent en neige. La température moyenne du mois le plus chaud (juillet) atteint 15°C et celle du mois le plus froid (janvier), -15°C. La saison de croissance (>5°C) dure 135 jours et la neige reste au sol pendant une période d'environ 170 jours (ministère des Richesses naturelles, 1978).

Sur les surfaces sommitales dépourvues de neige, l'activité périglaciaire est favorisée par les amplitudes thermiques qui engendrent une fréquence élevée de cycles de gel/dégel, surtout à l'automne et au printemps. On peut y observer divers types de géliformes (Dion, 1982), notamment quelques buttes palsiques constituant l'îlot de pergélisol le plus méridional connu dans l'est de l'Amérique du Nord (Payette, 1984). La forme de croissance asymétrique qu'adoptent les conifères dans les sites exposés indique que les vents du quadrant NO influencent le développement de ces formes et que la circulation locale de l'air emprunte l'axe des principales vallées, suivant une orientation générale NO-SE.

Selon Rowe (1972), la région étudiée fait partie de la zone forestière boréale, section Laurentides-Onatchiway. Les caractéristiques générales de la végétation dans ce secteur des Laurentides sont relativement bien connues (Jurdant *et al.*, 1972 ; Gauthier, 1980 ; ministère de l'Énergie et des Ressources, 1983, 1985b). La sapinière à bouleau blanc ainsi

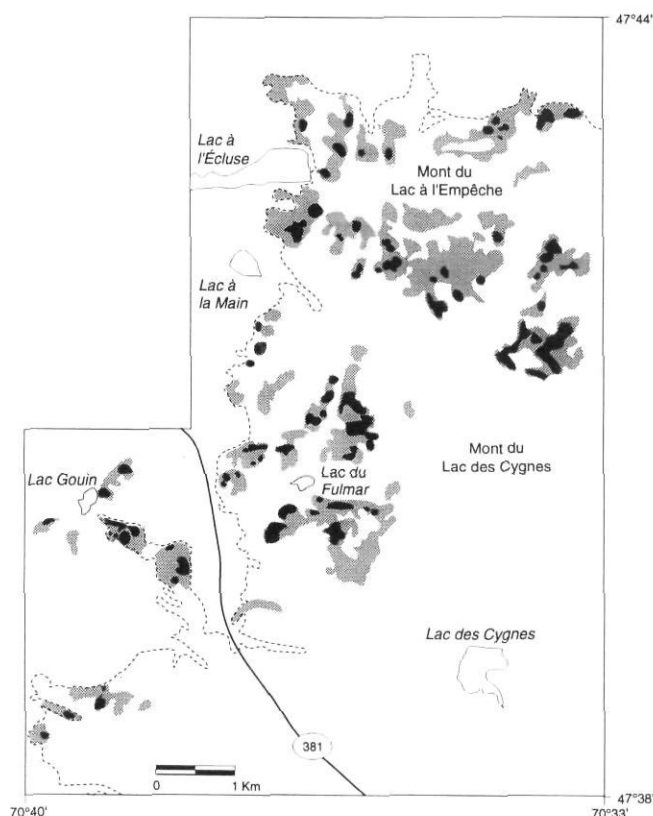


FIGURE 2. Répartition des étages alpin (en noir) et subalpin (en gris) dans la région des hauts sommets de Charlevoix. Le tireté situe la limite nord et ouest du feu survenu en 1915 (d'après Dion, 1986).

Distribution of alpine (black) and subalpine (grayish) belts in the Charlevoix highlands. The dashed contour line delineates the northern and western limit of the 1915 fire (after Dion, 1986).

que la sapinière à épinette noire occupent les stations bien drainées. La pessière à épinette noire domine dans la plupart des sites mal drainés et, au-delà de 800 m d'altitude, elle remplace la sapinière.

En raison de facteurs stationnels (substrat, exposition) et successioneels, notamment des perturbations associées au passage du feu et d'épidémies de la tordeuse des bourgeons de l'épinette, la végétation forme une mosaïque de groupements de composition et d'âge variables. Les versants soumis à de telles perturbations ainsi que les dépôts colluvionnaires résultant de l'ébouillement de certains flancs rocheux en pente raide sont surtout occupés par la bétulaie à bouleau blanc ou la tremblaie. La pinède à pin gris s'établit après un feu, là où les substrats sableux ou sablo-graveleux favorisent cette espèce aux dépens des espèces caducifoliées.

Les conditions écologiques et climatiques qui prévalent en altitude déterminent dans une large mesure la position de la limite des arbres. La ceinture de végétation naturelle située entre la limite des arbres et la forêt coniférienne dense forme l'étage subalpin (Löve, 1970). Au Québec, l'étagement typique de la végétation dans les régions à relief accidenté comprend l'étage montagnard (forêt à feuillage décadu, forêt mixte ou forêt coniférienne fermée), l'étage subalpin (forêt ouverte et lichénaie) et l'étage alpin (krummholz et lichénaie), d'après les définitions proposées par Boudreau (1981) et Payette et Boudreau (1984). Signalons toutefois que dans l'est des États-Unis, l'étage subalpin est représenté par la forêt coniférienne fermée (Reiners et Lang, 1979 ; Spear, 1989).

La végétation des hauts sommets de Charlevoix n'a été que sommairement décrite, même si certains aspects ont fait l'objet d'études un peu plus détaillées. La dynamique récente de l'afforestation après-feu des sommets de la région a ainsi été analysée par Dion (1986) et Bussièrès (1992). Maillette (1987) a étudié, à la limite des arbres (810 à 920 m d'altitude), les populations de bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh. var. *cordifolia* (Regel) Fern.), identifié par cet auteur comme étant le bouleau à feuille cordée (*Betula cordifolia* Regel), un taxon équivalent. Dans l'étage subalpin, la végétation est composée presque exclusivement de pessières à épinettes noires et lichens où les arbres demeurent dispersés et adoptent des formes de croissance variables. Le port en drapeau est répandu, mais on observe aussi de nombreux individus en forme de bougeoir ou de verticille (Dion, 1986). L'étage subalpin a une extension variable selon les versants, formant une bande plus large sur les versants exposés au nord-ouest (fig. 2).

L'étage alpin comprend des lichénaies arbustives dans lesquelles le bouleau blanc et les nombreux bouquets de saules et d'aulnes ont un recouvrement d'importance variable et où les conifères (épinette noire et sapin baumier) demeurent toutefois très dispersés. Toutes les espèces arborescentes adoptent dans cet étage un port fruticose ou empétrioïde (Payette, 1974). Les principaux lichens sont les *Cladina* (*C. stellaris* et *C. rangiferina*) et les *Cetraria* (surtout *C. nivalis* qui couvre parfois de grandes surfaces). Les plaques de sol dénudé sous l'action périglaciaire et pluviale sont en partie colonisées par *Carex bigelowii*. Ces secteurs exposés abritant une florule arctico-alpine, notamment le

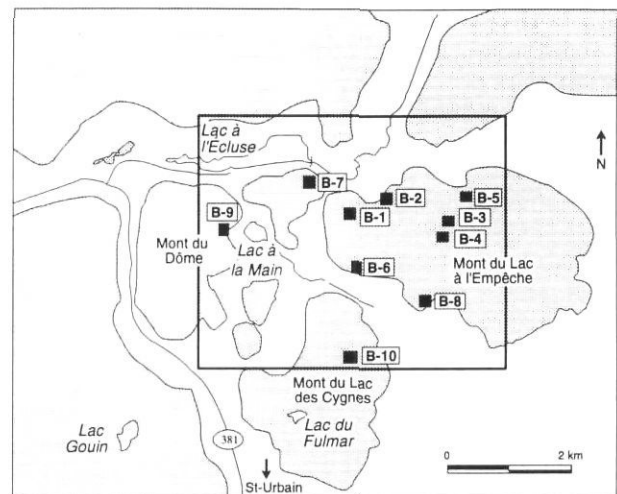


FIGURE 3. Localisation des sites d'échantillonnage des charbons de bois et de la tourbe au sein de l'aire d'étude délimitée par le rectangle. La trame fait ressortir les surfaces dont l'altitude est supérieure à 800 m et le grisé, la surface des petits lacs.

Distribution of sites sampled for charcoal and peat in the study area (quadrangle). Elevations within shaded surfaces are > 800 m.

Diapensia lapponica var. *lapponica* L. et le *Salix uva-ursi* Pursh. (Rousseau, 1931 ; Kucyniak, 1947 ; Grandtner, 1978 ; Bergeron, 1987), ressemblent, à plusieurs égards, à la toundra alpine du mont Jacques-Cartier, en Gaspésie (Boudreau, 1981).

MÉTHODES

ÉCHANTILLONNAGE ET DATATION AU ^{14}C DE CHARBONS DE BOIS

Une superficie de 20 km² a été inventoriée dans la région à l'étude afin de repérer les sites propices à la préservation de charbons de bois (fig. 3). Ces derniers ont été récoltés sur chacun des sommets principaux et secondaires de la région, ainsi que sous les dépôts de tourbe drapant les versants. Les dix sites échantillonnés sont situés sur le mont du Lac à l'Empêche (B-1 à B-6, B-8), au lac à l'Écluse (B-7), sur le mont du Dôme (B-9), ainsi que sur le plateau nord du mont du Lac des Cygnes (B-10) (fig. 3). Six sites comprennent à la fois un sommet et un versant entouré par la sphagnum (B-2, B-5, B-6, B-7, B-8 et B-10), trois sites (B-1, B-3 et B-4) représentent un versant entouré et le site B-9 est un sommet forestier. La récolte des 19 échantillons de charbons de bois a été effectuée dans des coupes de sol mesurant 50 cm × 50 cm × 100 cm. Sur les sites entourés et surtout au site B-1 où l'entourbement s'étend sur tout le flanc de la colline, les coupes ont été disposées le long d'un transect aligné dans l'axe de la pente, au centre de la plage formée par le dépôt de tourbe.

Les fragments de charbon ont été conservés dans des sacs de plastique, à une température de 4 °C, jusqu'à leur traitement en laboratoire. Ils ont ensuite été séchés à l'air libre pendant 24 heures, puis passés à sec dans des tamis dont la maille est comprise entre 1 et 5 mm. Les échantillons ont ensuite été examinés à la loupe binoculaire pour enlever les

TABLEAU I
*Datations au ^{14}C des feux survenus durant l'Holocène supérieur
 dans les hauts sommets de Charlevoix*

| Sites | N° Labo | Âge BP | Nature du matériel daté | Altitude (m) |
|-------|------------|----------------|------------------------------|--------------|
| B-2 | UL-625 | 200 \pm 70 | Charbons de bois | 840 |
| B-10 | BETA-32153 | 260 \pm 60 | Charbons de bois | 960 |
| B-6 | UL-629 | 370 \pm 70 | Charbons de bois | 860 |
| B-5 | UL-627 | 460 \pm 70 | Charbons de bois | 820 |
| B-9 | UL-634 | 510 \pm 60 | Charbons de bois | 980 |
| B-8 | UL-633 | 590 \pm 70 | Charbons de bois | 920 |
| B-6 | UL-628 | 830 \pm 70 | Charbons de bois | 860 |
| B-10 | UL-652 | 930 \pm 70 | Charbons de bois | 930 |
| B-1 | UL-642 | 1500 \pm 70 | Matière organique carbonisée | 780 |
| B-7 | UL-630 | 1610 \pm 70 | Charbons de bois | 840 |
| B-8 | UL-632 | 1640 \pm 70 | Charbons de bois | 920 |
| B-1 | UL-639 | 1700 \pm 70 | Matière organique carbonisée | 780 |
| B-1 | UL-641 | 1770 \pm 70 | Matière organique carbonisée | 780 |
| B-1 | UL-657 | 2020 \pm 100 | Matière organique carbonisée | 780 |
| B-3 | BETA-31205 | 2140 \pm 80 | Charbons de bois | 920 |
| B-4 | UL-626 | 2270 \pm 80 | Charbons de bois | 935 |
| B-1 | UL-638 | 2610 \pm 80 | Matière organique carbonisée | 780 |
| B-7 | UL-631 | 2900 \pm 80 | Charbons de bois | 840 |
| B-1 | UL-640 | 2990 \pm 80 | Matière organique carbonisée | 780 |

radicelles, ces dernières constituant une source de contamination potentielle. Chaque échantillon soumis à la datation au radiocarbone était constitué de 25 g de matériel.

Les datations ont été effectuées au laboratoire de radiochronologie de l'Université Laval (Centre d'études nordiques) ainsi qu'au laboratoire Beta Analytic (tabl. I). Le calcul de l'âge au ^{14}C est basé sur une demi-vie de 5568 ans. La chronologie au ^{14}C des charbons de bois est présentée sous forme d'un histogramme de fréquence des datations (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977). Chaque date est décomposée en classes d'âge représentant la demie de l'écart type moyen obtenu de l'ensemble des datations. Un poids statistique est ensuite attribué à chaque classe de 40 ans, selon les tables de probabilité pour une distribution normale, de sorte que la somme des poids statistiques pour une date égale 1. L'histogramme de fréquence résulte ainsi du cumul des poids statistiques obtenus pour l'ensemble des datations. Cette méthode a d'ailleurs été utilisée dans plusieurs études paléocéologiques (Filion *et al.*, 1991, Millet et Payette, 1987 ; Despons et Payette, 1993). Treize échantillons étaient constitués de charbon de bois et les six autres, de matière organique carbonisée. Bien que les datations obtenues de la matière organique carbonisée donnent un âge moins précis en raison du temps de résidence de la fraction humique dans le sol, elles ont tout de même été considérées dans la reconstitution de l'historique des feux.

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET ÉCHANTILLONNAGE DE LA TOURBE

La région a été parcourue systématiquement afin de repérer les dépôts de tourbe sur les versants et les sommets

déboisés. Dans chaque site inventorié, un profil topographique a été obtenu à l'aide de levés effectués au niveau électronique, le long de transects disposés au centre des surfaces entourées et orientés dans le sens de la pente. Plusieurs coupes verticales ont été excavées et la partie tourbeuse des profils a été décrite en détail. Afin de caractériser le type de sol recouvert par la tourbe, un profil a été décrit pour le site B-1, à l'emplacement de la coupe n° 20, selon les normes du Système canadien de classification des sols (Agriculture Canada, 1987).

Des échantillons de tourbe de sphaigne ont été récoltés dans chaque coupe afin d'en connaître la composition botanique. L'identification des espèces repose surtout sur les caractéristiques des feuilles caulinaires et des feuilles raméales. La période d'entourbement initial a été déterminée grâce à la datation au radiocarbone d'échantillons de la couche basale de sphaigne ($n = 14$), d'une épaisseur d'environ 10 mm, en provenance de six sites. La couche de sphaigne trouvée le plus profondément dans le dépôt a été retenue comme l'indicateur le plus sûr du début de l'entourbement pour un site donné. Toutefois, le choix de cet indicateur a probablement pour effet d'exagérer légèrement l'intervalle de temps calculé entre le passage d'un feu et l'entourbement initial. Cet intervalle a été calculé en soustrayant les deux âges BP, soit celui du feu et celui de l'entourbement initial, une fois effectuée leur transformation en âge calendrier BC-AD (Stuiver et Reimer, 1993). Les intervalles ainsi calculés seraient maximaux.

Le site B-1, correspondant à un versant exposé au nord-ouest et renfermant le dépôt de tourbe le plus épais et le plus

étendu de la région d'étude, a fait l'objet d'une étude stratigraphique détaillée. En plus des sept échantillons de couches basales de sphaigne, sept autres échantillons de tourbe de sphaigne ou de plantes éricacées ont été datés à divers niveaux dans quelques coupes verticales. La composition des couches de tourbe a été déterminée à partir d'échantillons de 5 cm³ récoltés à l'aide d'un emporte-pièce, à même des colonnes de tourbe de 10 cm × 10 cm prélevées dans chaque coupe verticale. Au total, 23 coupes verticales ont été décrites sur une distance de 80 m à l'intérieur du site B-1 et 13 d'entre elles sont présentées dans le cadre de ce travail. L'accumulation maximale de neige au sol a été mesurée vers la mi-mars, soit à la fin de la période durant laquelle la couverture nivale est continue. Les mesures ont été prises dans ce versant, ainsi que dans un site boisé dont la topographie et l'exposition sont comparables. Des marqueurs gradués fichés dans le sol et distants de 15 m ont servi à la détermination de l'épaisseur de la neige.

HISTORIQUE DES FEUX

Dans tous les sites, les traces de feu ont été trouvées à la base de l'horizon organique de surface. Tous les échantillons de charbons de bois récoltés pour la reconstitution de l'histoire des feux ($n = 19$) l'ont donc été à l'interface de l'horizon FH et de l'horizon minéral éluvié (Ae). Au sein d'une même coupe verticale, les traces de feu n'ont été décelées que dans un seul horizon, bien qu'en quelques occasions, on a pu observer en plus la présence d'un horizon très mince et discontinu, contenant de très petits charbons et des aiguilles d'épinettes. Au site B-1, soit le versant le plus entourbé, les six échantillons récoltés dans les coupes verticales sont tous constitués de matière organique carbonisée.

Un minimum de 15 paléofeux ont pu être enregistrés et datés dans la région du mont du Lac à l'Empêche depuis 3000 BP (tabl. I). Certaines des 19 datations au ¹⁴C ont donné des âges très rapprochés et elles pourraient correspondre au

même feu (par exemple, 200 ± 70 BP et 260 ± 60 BP ; 1610 ± 70 BP et 1640 ± 70 BP ; 1700 ± 70 BP et 1770 ± 70 BP) (tabl. I). Les âges les plus anciens pour ces feux holocènes sont compris entre 3000 BP et 2000 BP. Ils ont été obtenus aux sites B-1, B-3, B-4 et B-7 (tabl. I, fig. 3 et 4A), soit des versants actuellement entourbés. Les dates obtenues pour la période antérieure à 1500 BP proviennent tant de charbons de bois ($n = 5$) que de matière organique carbonisée ($n = 6$), alors que celles obtenues pour le dernier millénaire proviennent toutes de charbons de bois ($n = 8$), ce qui contribue à accroître la fiabilité des datations pour la période récente. Toutefois, en considérant l'ensemble des datations obtenues à partir des deux types de matériel, on constate que pendant l'Holocène supérieur, des feux sont survenus dans la région de manière presque continue, sauf entre 1400 BP et 1000 BP. Les datations effectuées sur les charbons de bois montrent une incidence plus importante des feux vers 2200 BP, 1700 BP, 900 BP, 400 et 200 BP (fig. 4A).

ENTOUBEMENT DES VERSANTS

CARACTÉRISTIQUES DES DÉPÔTS DE TOURBE

Sept sites correspondant à des versants entourbés ont été répertoriés dans la région à l'étude (tabl. II). Bien que les zones entourbées soient difficiles à repérer sur les photographies aériennes, elles sont reconnaissables sur le terrain grâce à la microtopographie bombée, au caractère spongieux du sol et à la présence de plaques de tourbe nue dégagées par le décapage du dépôt.

Les dépôts de tourbe couvrent une superficie très variable, évaluée à 10 m² pour le site B-8 et à plus de 4000 m² pour le site B-4. La tourbe s'est développée sur des versants en pente raide, généralement supérieure à 45 %, exposés au nord et au nord-ouest. Elle recouvre des versants au profil concave ou convexe et elle forme des placages résultant parfois de la coalescence de petites surfaces entourbées. Elle est de nature ombrotrophe et, dans la majorité des sites, elle est composite, étant formée tant de couches de sphaigne que de matière organique d'éricacées. En surface, la végétation est d'ailleurs dominée par plusieurs espèces d'éricacées (*Ledum*, *Kalmia*, *Vaccinium*), de lichens (*Cladina stellaris*, *C. rangiferina*, *C. mitis*) et, en quelques endroits, de *Sphagnum capillifolium* (Ehrh.) Hedw. [SYN : *S. nemoreum*, *S. capillaceum*].

La tourbe fibrique (Of), d'une épaisseur de 20 à 50 cm selon les sites, repose en règle générale sur un podzol humo-ferrique bien développé, parfois directement sur la roche en place. L'horizon organique FH, de type mor, est généralement mince (5-9 cm) et l'horizon éluvié (Ae) est visible dans tous les profils développés sur substrats meubles. À la base, la tourbe est composée de sphaigne, alors qu'en surface elle est surtout formée d'éricacées. On note parfois l'alternance de ces deux types de tourbe, soulignée par la teinte beige de la tourbe de sphaigne et par la teinte brune de la tourbe d'éricacées. *Sphagnum capillifolium* est la seule espèce de sphaigne identifiée dans toutes les coupes verticales. Des restes épars de bois en décomposition indiquent la présence ancienne d'arbres (conifères) ou d'arbustes isolés (bouleau

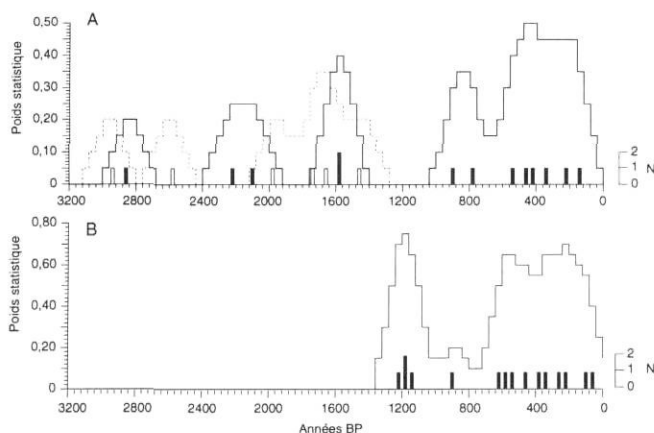


FIGURE 4. Histogramme des poids statistiques obtenus des datations au ¹⁴C (A) sur charbons de bois (trait plein) et matière organique carbonisée (trait pointillé) et (B) sur couches basales de sphaignes dans l'ensemble des versants entourbés.

Frequency distribution of statistical weights of ¹⁴C dates from (A) charcoal (solid line) and charred organic matter (dashed line), and (B) from basal *Sphagnum peat* on paludified slopes.

TABLEAU II
Datations au ^{14}C de l'entourbement dans les hauts sommets de Charlevoix

| Sites | Coupes | N° Labo | Âge BP | Nature du matériel daté | Profondeur (cm) | Altitude (m) |
|-------|--------|------------|----------------|-------------------------|-----------------|--------------|
| B-1 | 1 | BETA-32158 | 420 \pm 60* | Sphaigne | 20 | 780 |
| B-1 | 4 | UL-647 | 100 \pm 80 | Sphaigne | 20 | 800 |
| B-1 | 4 | UL-654 | 280 \pm 70 | Éricacées | 40 | 800 |
| B-1 | 4 | UL-650 | 1050 \pm 70 | Éricacées | 50 | 800 |
| B-1 | 4 | UL-645 | 1230 \pm 60* | Sphaigne | 55 | 800 |
| B-1 | 5 | BETA-32156 | 270 \pm 80 | Éricacées | 15 | 810 |
| B-1 | 5 | UL-648 | 660 \pm 70* | Sphaigne | 22 | 810 |
| B-1 | 6 | BETA-32155 | 1050 \pm 80 | Éricacées | 15 | 816 |
| B-1 | 6 | UL-644 | 1250 \pm 70* | Sphaigne | 27 | 816 |
| B-1 | 8 | BETA-32154 | 740 \pm 80 | Éricacées | 15 | 820 |
| B-1 | 8 | UL-651 | 1240 \pm 70* | Sphaigne | 20 | 820 |
| B-1 | 9 | UL-649 | 610 \pm 70* | Sphaigne | 20 | 822 |
| B-1 | 11 | UL-643 | 380 \pm 60* | Sphaigne | 30 | 825 |
| B-1 | 13 | BETA-32153 | 260 \pm 80* | Sphaigne | 26 | 835 |
| B-2 | 4 | BETA-32159 | 110 \pm 60* | Sphaigne | 37 | 840 |
| B-4 | 1 | BETA-32160 | 150 \pm 60* | Sphaigne | 20 | 935 |
| B-4 | 4 | UL-699 | 600 \pm 70* | Sphaigne | 22 | 935 |
| B-5 | 1 | UL-658 | 490 \pm 60* | Sphaigne | 25 | 820 |
| B-6 | 1 | UL-656 | 300 \pm 70* | Sphaigne | 27 | 860 |
| B-7 | 3 | UL-698 | 1170 \pm 70* | Sphaigne | 50 | 840 |
| B-8 | 1 | UL-652 | 930 \pm 70* | Sphaigne | 35 | 920 |

* Couche basale de sphaigne

blanc), mais aucune tige érigée d'arbres n'a été trouvée au sein de ces dépôts tourbeux de versant. La couche superficielle de tourbe est par endroits couverte de lichens, sauf dans les sites les plus exposés où elle peut affleurer par suite du décapage de la couverture végétale sous l'action de l'érosion.

Le dépôt de tourbe à l'emplacement du site B-1 est le plus étendu (4000 m²) de la région étudiée (fig. 5 et 6). C'est aussi le plus profond, atteignant 50 cm dans son épaisseur maximale (fig. 5). L'alternance de couches de sphaigne et de couches d'éricacées y est particulièrement bien marquée, surtout dans la partie inférieure du versant (fig. 5, coupes n°s 1 à 5). Bien que la proportion des deux types de tourbe varie grandement entre les coupes, la tourbe d'éricacées domine dans l'ensemble et représente environ les deux tiers de l'accumulation. Tant les couches de sphaigne que les couches d'éricacées ont une épaisseur et une extension latérale très variables (fig. 5 et 6). En surface, les principales espèces, soit *Cladina stellaris*, *C. mitis*, *C. rangiferina*, *Ledum groenlandicum*, *Kalmia polifolia* et *Vaccinium vitis-idaea*, forment une lichénaie arbustive. Quelques petits conifères, soit l'épinette noire ou le sapin baumier, en forme de drapeau ou de bougeoir, sont présents mais ils restent dispersés. Sous la couronne des arbres, les lichens sont remplacés par le *Pleurozium schreberi* et le *Sphagnum capillifolium*.

Sphagnum capillifolium forme par endroits des colonies monospécifiques de quelques mètres de diamètre, mais la

sphaigne vivante demeure somme toute peu abondante à la surface du versant. Les buttes de sphaigne se rencontrent surtout à la marge des surfaces entourbées, dans de petites dépressions comme celle localisant la coupe n° 20 (fig. 5). Ces dépressions pourraient recevoir un apport supplémentaire en eau, notamment au printemps lors de la fonte de la neige. Les mesures effectuées dans le versant pendant deux années consécutives indiquent toutefois que le couvert de neige demeure mince, d'une épaisseur de 25 cm en moyenne, et n'excédant guère 55 cm. Dans un site comparable mais boisé, l'accumulation de neige peut atteindre 165 cm. L'entourbement des versants semble donc résulter d'une combinaison complexe de facteurs.

En certains endroits, la tourbe n'est formée que d'éricacées. Si l'étendue de la tourbe d'éricacées est facile à circonscrire lorsqu'elle repose sur une tourbe composée de sphaigne, ce n'est toutefois pas le cas en l'absence de sphaigne. D'une épaisseur moyenne de 10 cm, cette couche devient mince par endroits et elle tend à se confondre avec l'horizon organique (FH) du podzol sous-jacent, de sorte que son extension est moins facile à délimiter. Nous avons quand même pu établir que la tourbe d'éricacées s'étend sur une plus grande surface que la tourbe de sphaigne et qu'elle forme une couche discontinue dans les versants supérieurs et les sommets déboisés. Une telle accumulation de tourbe sèche a aussi été observée sur les hautes collines de la rivière Malbaie, sur les sommets surplombant le Saguenay aux

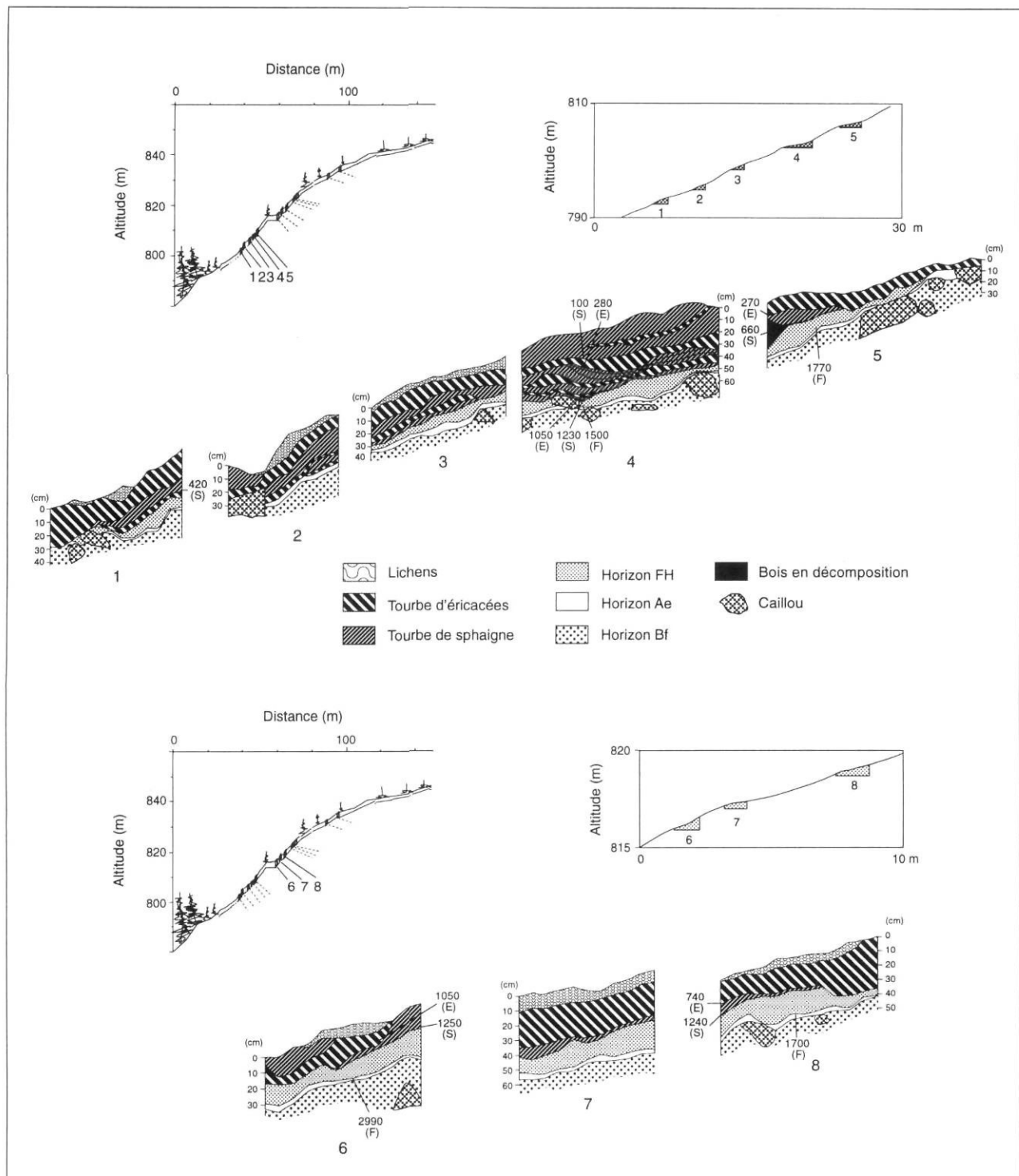
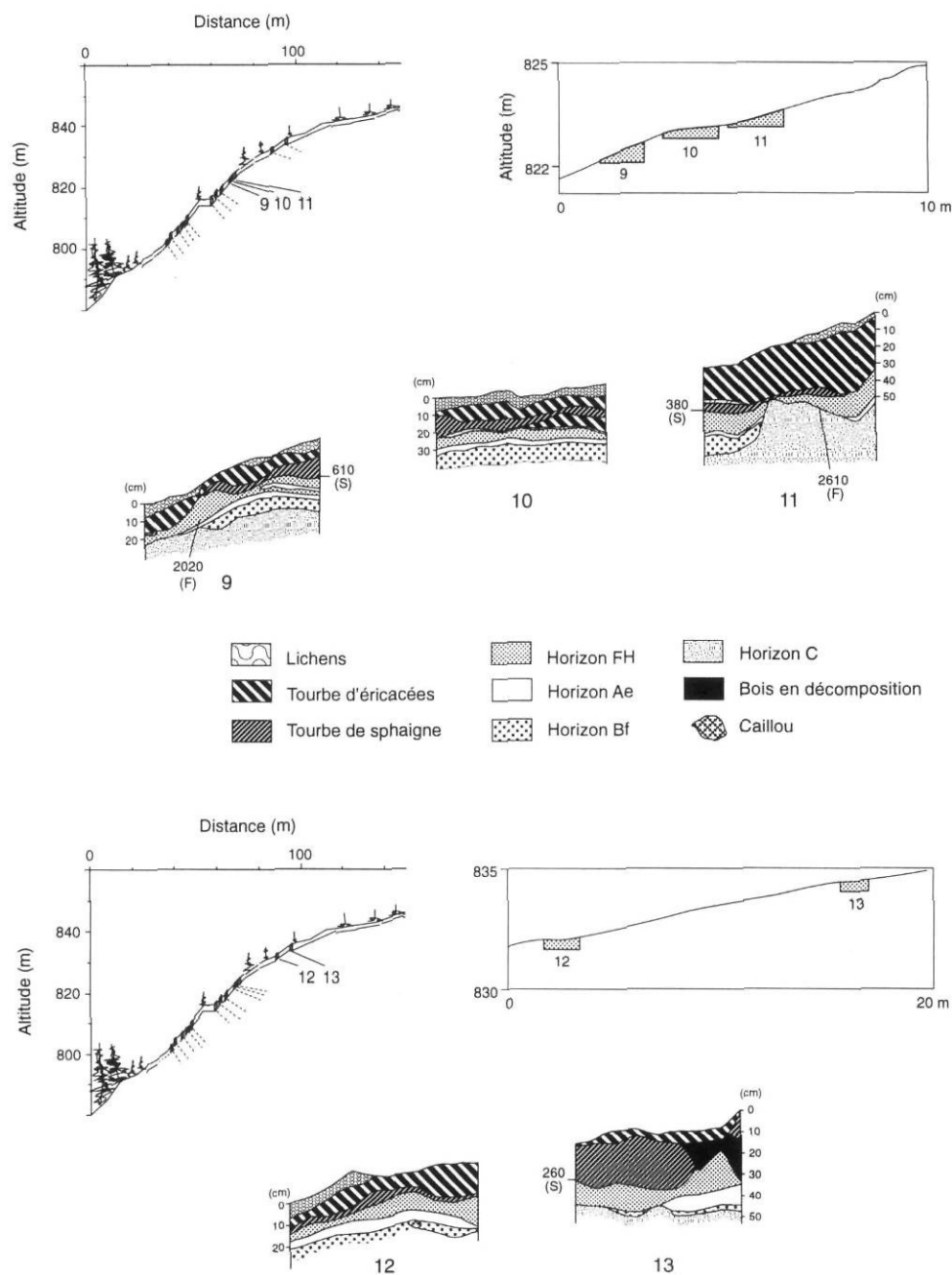


FIGURE 5. Profils topographiques et coupes stratigraphiques dans la portion inférieure d'un versant exposé au nord-ouest, dans la région du lac à l'Empêche (site B-1), (F : feu ; S : sphagnum ; E : éricacées). Les chiffres suivis des lettres (F), (S) et (E) des profils de tourbe se réfèrent aux datations au ^{14}C consignées dans les tableaux I et II.

Vertical sections excavated along transects in the lower portion of a northwest facing slope, in the Lac à l'Empêche area (site B-1), (F : fire ; S : Sphagnum ; E : Ericaceous). Numbers followed by (F), (S) and (E) refer to ^{14}C dates in Tables I and II.

FIGURE 6. Profils topographiques et coupes stratigraphiques dans la portion supérieure d'un versant exposé au nord-ouest, dans la région du lac à l'Empêche (site B-1), (F : feu ; S : sphaigne ; E : éricacées). Les chiffres suivis des lettres (F), (S) et (E) des profils de tourbe se réfèrent aux datations au ^{14}C consignées dans les tableaux I et II.

Vertical sections excavated along transects in the upper portion of a northwest facing slope, in the Lac à l'Empêche area (site B-1), (F : fire ; S : Sphagnum ; E : Ericaceous). Numbers followed by (F), (S) and (E) refer to ^{14}C dates in Tables I and II.



environs de L'Anse-Saint-Jean et en plusieurs endroits sur la basse Côte-Nord (Dionne et Gerardin, 1988) et en Minganie (Dionne, 1983).

CHRONOLOGIE DE L'ENTOUBEMENT

Les datations les plus anciennes obtenues des couches inférieures de sphaigne ont donné un âge de 1250-1230 BP dans le site B-1 (fig. 5 : coupes n^{os} 4, 6 et 8) et de 1170 ± 70 BP dans le site B-7 (tabl. II, fig. 3 et 4B). Ailleurs dans le site B-1 ainsi que dans les autres sites étudiés, la formation de sphaigne n'aurait débuté qu'après 700 BP, sauf dans le site B-8 où une date de 930 ± 70 BP a été obtenue sur une couche basale de sphaigne. On distingue ainsi trois périodes de formation de tourbe de sphaigne, soit vers 1250 BP, 600 BP et 300 BP (fig. 4B).

Il ne semble exister aucun lien entre la période d'entourbement et l'altitude des sites ou la pente des versants. Ainsi le site B-1, sis à une altitude de 800 à 820 m dans ses parties les plus anciennement entourbées, a commencé à se couvrir de sphaigne vers 1250 BP, soit bien avant tous les autres sites (B-2 et B-4 à B-8) situés à des altitudes plus élevées, mais entourbés plus récemment (tabl. II). Par ailleurs, des sites de pente semblable ont pu s'entourber à des moments différents et, inversement, l'entourbement initial a pu débuter à peu près au même moment sur des versants de pentes très différentes.

Au site B-1 étudié plus en détail, l'entourbement a débuté dans la partie inférieure (coupe n^o 4) et médiane (coupes n^{os} 6 et 8) du versant, vers 1250-1230 BP (fig. 5). L'accumulation

de sphaigne s'est ensuite poursuivie dans la portion médiane, au niveau des coupes n° 5 et 9, entre 700 et 600 BP. Elle a ensuite gagné les deux extrémités du transect, soit la limite inférieure de répartition du dépôt de tourbe dans le versant (coupe n° 1) et le flanc supérieur de la colline (coupes n° 11 et 13), entre 400 et 200 BP (fig. 5 et 6).

L'accumulation de la tourbe d'éricacées a suivi la formation de la tourbe de sphaigne. Les datations pour la formation initiale de la tourbe d'éricacées ont donné des âges échelonnés entre 1050 BP et 270 BP (coupes n° 4, 5, 6 et 8) (tabl. II et fig. 5). En plusieurs endroits, en particulier à l'emplacement de la coupe n° 20, l'accumulation de la tourbe de sphaigne et d'éricacées s'est faite alternativement, de sorte que les deux types de tourbe forment des couches lenticulaires enchevêtrées. La répartition des dates dans le versant ainsi que les formes lenticulaires des deux types de tourbe évoquent un développement de la tourbe par accréation verticale et latérale, ayant conduit au drapage quasi complet du versant, par suite de la coalescence des plaques initiales de tourbe.

INTERVALLE ENTRE LES FEUX ET L'ENTOURBEMENT DES VERSANTS

Pour un site donné, l'âge au ^{14}C des charbons de bois est toujours plus ancien que celui de la tourbe susjacent. Le délai entre le passage d'un feu et la formation initiale de la sphaigne varie grandement entre les sites, soit de quelques siècles à près de 2000 années sidérales (tabl. III). Ces écarts doivent toutefois être interprétés avec prudence, compte tenu de l'imprécision des âges au ^{14}C , surtout en ce qui regarde les datations effectuées sur la matière organique carbonisée, ce qui est le cas pour le site B-1. C'est la variabilité de cet intervalle entre les sites étudiés qui devrait davantage retenir l'attention.

La présence d'un horizon FH entre le niveau de récolte des charbons et la base des premières couches de sphaigne indique que, dans la majorité des sites, un couvert végétal, probablement semi-ouvert, a pu se reconstituer entre le feu et l'entourbement. Cet horizon FH fossilisé est mince dans tous les sites, bien qu'il puisse atteindre localement 10 cm d'épaisseur au site B-1 (fig. 5, coupes n° 7 et 8). L'entourbement des versants s'est vraisemblablement produit dans un contexte de milieux ouverts ou semi-ouverts, ce qui explique l'absence de tiges érigées d'arbres et la rareté des bois en décomposition dans le revêtement de tourbe.

Dans l'ensemble de la région étudiée, il semble donc que l'ouverture du paysage par l'intermédiaire des feux se soit produite graduellement entre 3000 BP et 1600 BP pour ensuite s'intensifier après 1000 BP (fig. 4A) et que l'entourbement des versants n'ait commencé que vers 1200-1250 BP pour ensuite connaître une recrudescence après 600 BP (fig. 4B).

DISCUSSION

La datation au radiocarbone a permis une reconstitution partielle de l'historique des feux qui ont conduit à l'ouverture du couvert forestier après 3000 BP, dans la région des hauts sommets de Charlevoix. Cette méthode ne permet toutefois pas de caractériser adéquatement le régime des feux par un

TABLEAU III

Datations au ^{14}C des feux et de l'entourbement dans les hauts sommets de Charlevoix

| Sites | Coupes | Âge BP - feu | Âge BP - couche basale de sphaigne | $\Delta^{(1)}$ (années sidérales) |
|-------|--------|-----------------|--|---|
| B-1 | 4 | 1500 \pm 70* | 1230 \pm 60 | 240 |
| B-1 | 5 | 1770 \pm 70* | 660 \pm 70 | 1070 |
| B-1 | 6 | 2990 \pm 80* | 1250 \pm 70 | 1980 |
| B-1 | 8 | 1700 \pm 70* | 1240 \pm 70 | 410 |
| B-1 | 9 | 2020 \pm 100* | 610 \pm 70 | 1350 |
| B-1 | 11 | 2610 \pm 80* | 380 \pm 60 | 1960 |
| B-4 | 4 | 2270 \pm 90 | 600 \pm 70 | 1660 |
| B-6 | 1 | 830 \pm 70 | 300 \pm 70 | 340 |
| B-7 | 3 | 1610 \pm 70 | 1170 \pm 70 | 410 |
| B-8 | 1 | 1640 \pm 70 | 930 \pm 70 | 650 |

* Datations sur matière organique carbonisée

⁽¹⁾ Intervalle de temps séparant le feu de l'entourbement initial arrondi à la dizaine

calcul de la fréquence ou de la période de rotation dans une région aussi petite (20 km²) et fragmentée au plan topographique.

Les charbons de bois peuvent se conserver longtemps dans les sédiments tourbeux et lacustres et certaines couches du début de l'Holocène ont pu être datées (Tolonen, 1986). Leur abondance relative dans les sédiments permet d'ailleurs d'estimer indirectement l'importance des feux d'une région sur de très longues périodes (Patterson *et al.*, 1990). Leur préservation moins bonne dans les sols minéraux de surface limite cependant l'étendue de la période d'analyse pour les milieux terrestres. Il existe malgré ces limites des situations permettant d'étendre la chronologie des feux à une bonne partie de l'Holocène chez certains écosystèmes terrestres. Ainsi, Filion *et al.* (1991) et Despons et Payette (1993) ont rapporté des âges de feu remontant jusqu'à 5000-6000 BP dans certains sols et paléosols dunaires nordiques. Dans les sols de surface, la conservation de charbons de bois anciens est associée au changement des conditions de décomposition et au ralentissement des processus pédogénétiques occasionnés par la réduction du couvert forestier. Comme les sites permettant la préservation des charbons de bois anciens ne sont pas uniformément répartis dans la région à l'étude, il est possible qu'un certain nombre de feux n'aient laissé que peu ou pas de traces, surtout les feux de faible intensité ou de faible étendue, ou encore ceux qui sont survenus dans des sites où le combustible ligneux était peu abondant. L'ouverture de la forêt au fil du temps diminue en effet la quantité de débris ligneux au sol et la probabilité de trouver des charbons de bois après le passage d'un feu. Il convient aussi de rappeler que ce sont les troncs d'arbres morts ainsi que les branches mortes qui sont les plus susceptibles de produire du charbon lors d'un feu. Or, ces débris ligneux et les charbons de bois qu'ils produisent sont répartis de façon aléatoire ou contagieuse selon le type de forêt, mais inconnue au moment de l'échantillonnage sur le

terrain. Pour toutes ces raisons, il faut considérer que l'échantillonnage des charbons de bois ne permet de détecter que le nombre minimal de feux survenus dans les sites favorables à leur préservation.

Le processus de déboisement des hauts sommets de Charlevoix s'est ainsi enclenché vers 3000 BP. Bien qu'elle ne confirme pas nécessairement la présence d'une forêt au moment du feu, la présence généralisée de charbons de bois dans les sols de surface indique que le couvert végétal a brûlé, en partie ou en totalité, à un moment ou à un autre de l'Holocène supérieur. C'est dire l'importance que revêt le feu comme facteur de perturbation et comme agent de transformation du paysage végétal originel. Payette et Gagnon (1985) et Millet et Payette (1987) ont aussi rapporté une déforestation graduelle du Nord du Québec par l'intermédiaire des feux, surtout après 2600 BP. Dans le Nord, le déboisement a permis dans certains milieux la substitution des forêts par des lichénaires et un accroissement des espaces ouverts aux dépens des espaces forestiers. Il semble bien que les mécanismes proposés par Payette et Gagnon (1985) pour rendre compte de la déforestation subarctique au Québec-Labrador permettent aussi de saisir comment s'effectue le passage de la forêt fermée à la forêt subalpine ouverte et aux formations arbustives actuelles des secteurs alpins. Si le processus de déboisement résulte d'une faible régénération après feu à travers une cascade de changements écologiques (Payette et Gagnon, 1985 ; Millet et Payette, 1987 ; Sirois et Payette, 1991 ; Arseneault et Payette, 1992), il faut en conclure que les conditions se sont détériorées sur les hauts sommets de Charlevoix après 3000 BP. Il n'est pas exclu, toutefois, que les charbons de bois ne puissent se conserver au-delà de cette durée et que l'action des feux sur les paysages forestiers y soit plus ancienne.

Les dépôts de tourbe sur les versants déboisés constituent une caractéristique importante des étages subalpin et alpin des hauts sommets de Charlevoix. Le podzol bien développé sur lequel ils reposent indique que le versant était auparavant forestier. Par comparaison au développement des tourbières et autres milieux organiques dans les basses terres du Saint-Laurent et de la baie de James, l'entourbement des versants est un phénomène original mais local, tant par la superficie que par l'épaisseur des dépôts. La formation de buttes de sphaigne et de tourbe composite (sphaigne/éricacées) sur ces versants exposés au nord et au nord-ouest dépasse néanmoins le développement occasionnel de buttes de sphaignes en forêt boréale (Dionne et Gerardin, 1988). Elle diffère aussi de l'entourbement local produit par le *Sphagnum girgensohnii*, une espèce croissant sous couvert ombragé humide. *Sphagnum capillifolium* est la seule espèce de sphaigne identifiée dans l'ensemble des coupes étudiées. Cette sphaigne héliophile croît lentement, un peu au-dessus de la nappe phréatique (Clymo, 1983 ; Andrus, 1986) et elle forme des buttes compactes particulièrement résistantes à la dessiccation.

Les conditions qui prévalent depuis ca 1250 BP favorisent donc la croissance de *S. capillifolium*. L'alternance de couches de sphaigne et de tourbe sèche d'éricacées au sein d'une même coupe, notamment au site B-1, de même que la pré-

dominance de la tourbe sèche d'éricacées sur les sommets, tendent à démontrer que ces conditions favorables ne sont réunies que localement, sur certains versants, et de manière sporadique.

La croissance de la sphaigne sur des versants bien drainés laisse entrevoir une relation directe entre la croissance de la sphaigne et l'humidité ambiante de l'air, ainsi que de la partie superficielle du sol. Un climat régional froid mais humide, en l'absence d'un couvert forestier dans les parties sommitales, pourrait réduire l'évapotranspiration et créer des conditions locales plus fraîches, surtout sur les versants en pente raide (>45 %) et exposés au nord. Les buttes de sphaigne causent une irrégularité de l'épaisseur de la neige tel que mesurée sur le versant B-1 pendant deux saisons consécutives. Toutefois, on se sait pas dans quelle mesure ces accumulations irrégulières de neige, qui connaissent d'ailleurs une fonte différentielle, contribuent à maintenir une humidité suffisante pour favoriser la croissance de la sphaigne dans les parties déprimées ou sur les petits replats dans les versants. En somme, les conditions permettant d'expliquer la formation des buttes de sphaigne restent à élucider, mais l'ouverture du couvert forestier par les feux ainsi qu'un climat frais et humide ralentissant l'évapotranspiration pourraient créer des conditions propices à l'entourbement des versants exposés au nord.

Des conditions favorables à la croissance de la sphaigne auraient prévalu la plupart du temps depuis le Petit Optimum climatique, soit après 900 BP, en particulier au cours du Petit Âge glaciaire (1580-1880 AD). L'entourbement des versants constituerait ainsi une manifestation du refroidissement du climat en altitude au Québec méridional au cours du dernier millénaire. C'est d'ailleurs pendant cette période que s'est mise en place un îlot de pergélisol sur le mont du Lac des Cygnes (fig. 3) (Payette, 1984). Les dates rapportées par Dionne (1983) et Dionne et Gerardin (1988) pour la formation de divers types de tourbe en basse Côte-Nord se rapprochent de celles obtenues pour les hauts sommets de Charlevoix.

Les conditions actuelles seraient propices à la formation de tourbe d'éricacées, ce qui signifie que le bilan hydrique est assez peu favorable à la croissance de la sphaigne, même si on observe quelques buttes en formation. La présence en surface du lichen *Imadophila ericetorum* (L.) Zahlbr. ne permet pas de conclure que le dépôt de tourbe a atteint une épaisseur limite, puisque cette espèce croît aussi en milieu humide (Dobson, 1979).

Les feux naturels sous climat défavorable ont provoqué le déboisement des hauts sommets de Charlevoix et l'ouverture graduelle du couvert coniférien depuis au moins 3000 BP. L'entourbement des versants est survenu plus récemment, soit après 1250 BP et surtout après 600 BP, ce qui explique la rareté des macrorestes conifériens dans les dépôts de tourbe de versant. Le caractère tardif de l'entourbement de certains sites par rapport à la date présumée de l'ouverture du milieu indique que la tourbe n'a commencé à se former qu'avec le refroidissement climatique survenu au dernier millénaire. Malgré ce délai, il semble bien que la formation d'un revêtement de tourbe ombrotrophe sur les versants soit une

conséquence de l'ouverture du paysage par les feux. Sur le site B-1, la disposition en lentilles de la sphaigne dans les coupes verticales indiquent que la forêt d'origine ne s'est pas reconstituée et que le milieu est resté ouvert ou semi-ouvert depuis le début de l'entourbement.

Les étages subalpin et alpin des hauts sommets de Charlevoix ont un caractère azonale et ne résultent donc pas d'un gradient climatique associé à la topographie, mais plutôt des changements écologiques survenus à l'Holocène supérieur, par l'intermédiaire de feux naturels récurrents et du refroidissement du climat. Leur formation a suivi un patron déterminé par le passage aléatoire des feux, ce qui expliquerait que certains sommets sont encore boisés alors que d'autres, pour tant à une altitude similaire, sont déboisés.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier de manière toute particulière l'assistance fournie par Luc Cournoyer, Sylvain Lamoureux et Claude Lavoie lors des missions sur le terrain. Ann Delwaide a aidé à la confection des figures. Nous remercions également les deux évaluateurs externes, I. Campbell et R. Gagnon. Cette recherche a été subventionnée par le ministère de la Science et de l'Enseignement supérieur (Programme FCAR) et le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada.

RÉFÉRENCES

- Agriculture Canada, 1987. Le système canadien de classification des sols. Deuxième édition. Direction générale de la recherche, Agriculture Canada, Publication 1646.
- Andrus, R. E., 1986. Some aspects of *Sphagnum* ecology. Canadian Journal of Botany, 64 : 416-426.
- Arseneault, D. et Payette, S., 1992. A postfire shift from lichen-spruce to lichen-tundra vegetation at tree line. Ecology, 73 : 1067-1081.
- Bergeron, Y., 1991. The influence of island and mainland lakeshore landscapes on boreal forest fire regimes. Ecology, 72 : 1980-1992.
- Bergeron, J.-F., 1987. Nouvelle répartition de *Salix uva-ursi* Pursh. dans Charlevoix. Naturaliste canadien, 114 : 229-231.
- Boudreau, F., 1981. Écologie des étages alpin et subalpin du mont Jacques-Cartier, parc de la Gaspésie. Mémoire de maîtrise, Faculté des sciences de l'agriculture et de l'alimentation, Université Laval, Québec.
- Bussièrès, B., 1992. La déforestation subalpine au mont du Lac à l'Empêche, Charlevoix, Québec. Thèse de Ph.D., Faculté des sciences de l'agriculture et de l'alimentation, Université Laval, Québec.
- Clymo, R.S., 1983. Peat, p. 159-223. In Ecosystems of the World 4a. Mires : Swamp, bog, fen and moor. General Studies. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Cogbil, C.V., 1985. Dynamics of the boreal forests of the Laurentian Highlands, Canada. Canadian Journal of Forest Research, 15 : 252-261.
- Damman, A.W.H., 1986. Hydrology, development, and biogeochemistry of ombrogenous peat bogs with special reference to nutrient relocation in a western Newfoundland bog. Canadian Journal of Botany, 64 : 384-394.
- Delcourt, R.H., Delcourt, P.A. et Webb, T., 1983. Dynamic plant ecology : The spectrum of vegetational change in space and time. Quaternary Science Reviews, 1 : 153-175.
- Despons, M. et Payette, S., 1993. The Holocene dynamics of jack pine at its northern range limit in Québec. Journal of Ecology, 81 : 719-727.
- Dion, L., 1982. Géographie physique de la région du mont du lac des Cygnes, Saint-Urbain, Charlevoix. Mémoire de baccalauréat, Département de géographie, Université Laval, Québec.
- , 1986. La dynamique forestière des hauts-sommets de Saint-Urbain (Charlevoix). Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université Laval, Québec.
- Dionne, J.-C., 1983. Réseaux reliques de polygones de tourbe, moyenne et basse Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 37 : 127-146.
- Dionne, J.-C. et Gérardin, V., 1988. Observations sur les buttes organiques de la Côte-Nord du golfe du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 42 : 289-301.
- Dobson, F., 1979. Lichens. An Illustrated Guide. The Richmond Publishing Co., Richmond.
- Filion, L., Saint-Laurent, D., Despons, M. et Payette, S., 1991. The late Holocene record of eolian and fire activity in northern Québec. The Holocene, 1 : 201-208.
- Foster, D.R., 1983. The fire history of southeastern Labrador. Canadian Journal of Botany, 62 : 899-906.
- , 1984. The dynamics of *Sphagnum* in forest and peatland communities in southeastern Labrador, Canada. Arctic, 37 : 132-140.
- Frenzel, B., 1983. Mires : Repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems ?, p. 35-65. In Ecosystems of the World 4a. Mires : Swamp, bog, fen and moor. General studies. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Gauthier, R., 1980. La végétation des tourbières et les sphaignes du Parc des Laurentides, Québec. Études écologiques n° 3, Laboratoire d'écologie forestière, Université Laval.
- Gill, A.M., Groves, R. H. et Noble, I. R., 1981. Fire in the Australian Biota. Australian Academy of Science, Canberra.
- Grandtner, M.M., 1978. *Diapensia lapponica* L. var. *lapponica* dans le massif de St-Urbain, Charlevoix-Ouest, Québec. Naturaliste canadien, 105 : 115-116.
- Groupe national de travail sur les terres humides, 1988. Terres humides du Canada. Comité canadien de la classification écologique du territoire, Service canadien de la faune, Conservation et protection, Environnement Canada (Polyscience Publications Inc. en coll. avec Environnement Canada), Série de la classification écologique du territoire n° 24.
- Heinselman, M.L., 1973. Fire in the virgin forest of Boundary Water Canoe Area, Minnesota. Quaternary Research, 3 : 329-382.
- , 1975. Boreal peatlands in relation to environments. p. 93-103. In A.D. Haster, édit., Coupling of Land and Water Systems. Springer-Verlag, New York.
- , 1981. Fire intensity and frequency as factors in the distribution and structure of northern ecosystems, p. 7-57. In H.H. Mooney, J.M. Bonnicksen, N.L. Christensen, J.E. Lontan et W.A. Reiners, édit., Fire regimes and Ecosystem Properties. General Technical Reports WO-26. U.S. Forest Service.
- Jurdant, M., Beaubien, J., Bélair, J.-L., Dionne, J.-C. et Gérardin, V., 1972. Carte écologique de la région du Saguenay-Lac-St-Jean. Environnement Canada, Centre de recherche forestière des Laurentides, région de Québec, Rapport d'information Q-F-X-31.
- Kucyniack, J., 1947. A bryophyte flora of interest on Lac des Cygnes mountain, Québec. The Bryologist, 50 : 327-340.
- Löve, D., 1970. Subarctic and subalpine : Where and what ? Arctic and Alpine Research, 2 : 63-73.
- Maillette, L., 1987. Effects of bud demography and elongation patterns on *Betula cordifolia* near the tree line. Ecology, 68 : 1251-1261.
- Mathieu, C., Payette, S. et Morin, H., 1987. Chronologie ¹⁴C et développement des combes à neige du lac à l'Eau Claire, Québec nordique. Géographie physique et Quaternaire, 51 : 97-108.
- Millet, J. et Payette, S., 1987. Influence des feux sur la déforestation des îles centrales du lac à l'Eau Claire, Québec nordique. Géographie physique et Quaternaire, 41 : 79-86.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1983. Carte forestière. 1/20 000. Direction générale des Forêts, Direction de l'aménagement de la forêt, Service de l'inventaire forestier, Révision 1987.

- 1985a. Carte géologique du Québec. Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Québec.
- 1985b. Carte thématique. Les régions écologiques du Québec méridional. Service de la recherche, Québec.
- Ministère des Richesses naturelles, 1978. Atlas climatologique du Québec. Température-précipitations. Service de la météorologie, Direction générale des eaux, Québec.
- Mooney, H.A. et Conrad, C.E., 1977. Proceedings of the Symposium on the Environmental Consequences of Fire and Fuel Management in the Mediterranean Ecosystems. U. S. Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report. WO-3. Washington, D.C.
- Moore, P. D., 1975. Origin of blanket mires. *Nature*, 256 : 267-269.
- Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C., 1977. Chronologie ^{14}C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 123-133.
- Patterson, W.A., Edwards, K.J. et Maguire, D.J., 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews*, 6 : 3-23.
- Payette, S., 1974. Classification écologique des formes de croissance de *Picea glauca* (Moench.) Voss et de *Picea mariana* (Mill.) BSP. en milieux subarctiques et subalpins. *Naturaliste canadien*, 101 : 893-903.
- 1984. Un îlot de pergélisol sur les hauts sommets de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38 : 305-307.
- Payette, S. et Boudreau, F., 1984. Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21 : 319-355.
- Payette, S. et Gagnon, R., 1985. Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec. *Nature*, 313 : 570-572.
- Payette, S., Morneau, C., Sirois, L. et Despons, M., 1989. Recent fire history of the northern Québec biomes. *Ecology*, 70 : 656-673.
- Reiners, W.A. et Lang, G.E., 1979. Vegetational patterns and processes in the balsam fir zone, White Mountains, New Hampshire. *Ecology*, 60 : 403-417.
- Rousseau, J., 1931. Études floristiques sur la région de Matapédia. Note sur la flore de Saint-Urbain, Comté de Charlevoix. *Musées nationaux du Canada. Bulletin* 66 (Série biologique 17).
- Rowe, J.S., 1972. Forest Regions of Canada. Canadian Forestry Service. Department of the Environment. Publication 1300.
- Rowe, J.S. et Scotter, G.W., 1973. Fire in the boreal forest. *Quaternary Research*, 3 : 444-464.
- Sabourin, R., 1973. Géologie d'une partie de la Seigneurie de Beupré. Ministère des Richesses naturelles du Québec, 19 p.
- Sirois, L. et Payette, S., 1991. Reduced postfire tree regeneration along a boreal forest - forest-tundra transect in northern Québec. *Ecology*, 72 : 619-627.
- Spear, R., 1989. Late-Quaternary history of high elevation vegetation in the White Mountains of New Hampshire. *Ecological Monographs*, 59 : 125-151.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Tolonen, K., 1986. Charred particle analysis, p. 145-164. *In* B.E. Berglund, éd., *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley.
- Wein, R.W., 1983. Fire behaviour and ecological effects on organic terrain, p. 81-93. *In* R.W. Wein et D.A. Maclean, éd., *The Role of Fire in Northern Circumpolar Ecosystems*.